

CHEMICKÉ SLOŽENÍ A MIKROPALAEONTOLOGIE BADENSKÝCH ŘASOVÝCH PÍŠČITÝCH VÁPENCŮ A VÁPŇITÝCH PÍSKOVců

Chemical composition and micropalaeontology of Badenian algal sandy limestone and calcareous sandstone

David Buriánek, Pavla Tomanová Petrová

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

(24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, limestones, geochemistry, palaeontology

Abstract

The spatial distribution of Lower Badenian marine algal sandy limestones (studied localities Holubice and Stará hora), calcareous sandstone (studied locality Pracký kopec) and claystones (studied locality Šlapanice) as well as their palaeontology, indicate variable sedimentary environment. Studied localities are situated in the Carpathian Foredeep, southeastern from Brno. Algal sandy limestones document of deposition in the shallow waters, however the syndepositionary movements sometime modify the geological positions of limestone bioherms. Variable ratio CaO/MgO (23–140) reflects minor but variable content dolomite, which is present as small euhedral crystals and aggregates. Anoxic conditions are found only within the tests of foraminifers as result break up organic matter. Clastic grains originated from crystalline rocks on the eastern margin of the Bohemian Massif (mainly Moravicum and Brno Massif) are most abundant.

Úvod

V karpatské předhlubni došlo během spodního badenu k rozsáhlé mořské transgresi, která souvisí s dosunutím flyšových příkrovů a subsidencí prostoru karpatské předhlubně v jejím předpolí (Brzobohatý – Cicha 1993). Zpočátku sedimentovaly klastické sedimenty velkých mocností dokumentující rozsáhlou deltovou sedimentaci. Sedimentace pokračovala ukládáním vápnitých jílu („tégly“), které se místy s brněnskými písčivými zastupují. Hloubku sedimentace jílu na základě výskytů makrouridů odhaduje Brzobohatý (1982) až na 500 m. V době regrese ke konci spodního badenu hlubokovodní sedimenty přecházely v okrajových částech pánve do vápnitých pískovců až písků lokálně s biohermami řasových a mechovkových vápenců. Pozice a charakter vápenců však naznačují, že nejde o fenomén, který by byl vázán výhradně na regresní fázi (Doláková et al. 2008). Vápence bývaly dříve označovány jako lithothamniové. Na základě nových studií byly Novákem (1975) označeny obecněji jako řasové vápence.

Protože se Paratethyda nacházela mimo tropické klimatické pásmo (Pisera 1996), nebyly biohermy tvořeny korály, ale hlavně červenými řasami či mechovkami. V oblasti karpatské předhlubně dominovaly řasy rodů *Mesophyllum*, *Spongites*, *Lithothamnion* a *Lithophyllum* (Novák 1975, Doláková et al. 2008, Hrabovský 2009). Tato řasová společenstva indikují vznik většiny bioherm v subtropickém až mírném klimatickém pásmu a v hloubkách mezi 0–120 m (Hrabovský 2009).

V rámci mapování v oblasti karpatské předhlubně jv. od Brna byly odebrány vápence a pískovce, doplněné o klastický materiál v jejich okolí. Cílem práce je na základě paleontologie a mineralogického složení interpretovat podmínky vzniku těchto sedimentů.

Metodika

Spodnobadenské sedimenty byly charakterizovány na základě interpretace 11 horninových analýz. Dva vzorky zastupovaly jíly a zbytek tvoří vápence až vápnité pískovce. Z tohoto souboru byly nově odebrány 4 vzorky, ostatní jsou převzaté z litogeochemické databáze ČGS (Gürtlerová et al. 1997). Vzorky pocházejí z několika lokalit řasových vápenců ležících jv. od Brna. Jedná se o lokality Holubice, masiv Staré hory u Hostěradek-Rešova a Pracký kopec (nedaleko památníku Mohyla míru). Pro srovnání byly použity spodnobadenské vápnité jíly („tégly“) z lokalit Jiříkovice a Šlapanice (BP112).

Nové horninové vzorky byly analyzovány metodou ICP MS v laboratořích ACME Analytical Laboratories Ltd. Starší chemické analýzy pocházejí z laboratoří ČGS. Ve vzorcích zadaných do laboratoří ČGS byly oxidy analyzovány mokrou cestou. Po kyselinovém rozkladu vzorku se základní složky stanovují z roztoku pomocí FAAS, titrace (SiO_2 , FeO), ICP-OES (BaO, SrO), fotometricky (P_2O_5) a IR spektrometrií (CO_2 , Stot., Cost.). Stopové prvky byly stanoveny metodou RTG spektrometrie bez rozkladu vzorku z tablet. Skupina prvků vzácných zemin byla stanovena emisní spektrometrií ICP-OES. Výsledky starších silikátových analýz získaných metodou postupného chemického rozkladu jsou srovnatelné s novými analýzami získanými metodou ICP MS. Avšak v některých případech může být zavádějící srovnání obsahů stopových prvků získaných metodou RFA a metodou ICP MS. Zmíněné rozdíly mezi oběma metodami však nebyly pozorovány. Studované horninové analýzy byly většinou zpracovávány pomocí programu GCDKit (Janoušek et al. 2006).

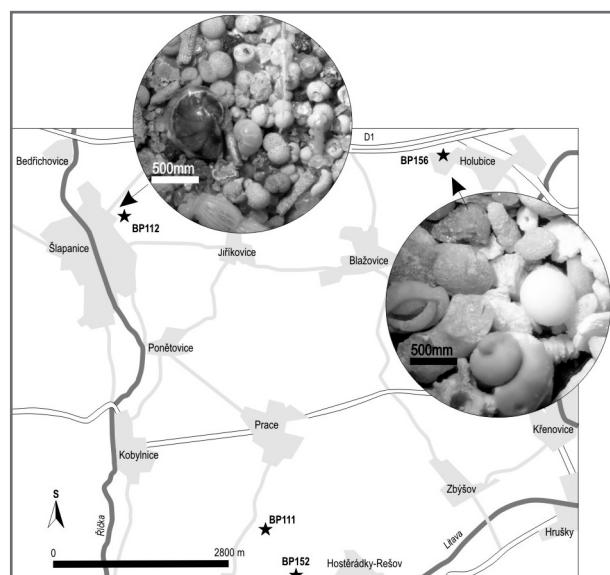
Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU

a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μ m, proud svazku 10 nA, načitací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor P. Gadas. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou – Pichoir 1985).

Pro mikropaleontologické účely byly odebrány vzorky z jílu, vložek písků v pískovcích a vápenců. Vápence byly podrceny a namočený stejně jako jíly a silty do roztoku Na₂CO₃ a plaveny na sítu o velikosti ok 0,063 mm. Poté byla residua vysušena a studována pod binokulárním mikroskopem Nikon SMZ745T. Mikropaleontologický materiál je uložen v depozitáři na ČGS v Brně. Popisy a GPS koordináty lokalit jsou uvedeny v databázi ČGS.

Geologická a paleontologická charakteristika lokalit

Vzorek BP111 Pracký kopec pochází z malého lůmku řasových vápenců a vápnitých pískovců situovaného j. od Mohyly míru (obr. 1). Výška stěny dosahuje tří metrů, délka 8 m. Od podloží do nadloží byly pozorovány polohy světle hnědých, žlutavě bílých, žlutohnědých, šedavě bílých až šedobílých vápnitých jemnozrnných až středně zrnitých písků až pískovců, lokálně až biodetritických vápenců. Křemenné písky a pískovce jsou dobře vytříbené s pozorovatelným subhorizontálním uložením vrstev a s vzácně se nacházejícími ichnofosiliemi. Ojedinele byly zaznamenány polohy světle hnědých vápnitých prachů, z nichž byla studována foraminiferová fauna. Vápenci z oblasti Prackého vrchu se podrobně zabývali Doláková et al. (2008).



Obr. 1: Lokalizační schéma studovaných lokalit s vyobrazením společenstev z lokality Šlapanice (BP112) – hlubokovodní fauna a Holubice (BP156) – mělkovodní fauna.

Fig. 1: Location map of the studied localities with photos of the assemblages at the locality Šlapanice (BP112) – deep water fauna and Holubice (BP156) – shallow water fauna.

Vzorek BP156 z Holubic pocházel z výkopu pro základy rodinného domu. V jámě o rozměrech 2 × 2 m a hloubce 1,5 m byly pod metrem spraší zastíženy jemnozrnné světle hnědé písky s úlomky řasových vápenců o velikosti 10–20 cm. Jedná se o bělavé biodetritické řasové vápence se schránkami měkkýšů.

Vzorek BP152 pocházel z bloku řasového vápence o rozměrech 0,5 × 0,25 m, který byl nalezen na poli pod vrcholem Staré hory. Brzobohatý (1989) řadí tento typ fauny ke skupině s převahou vysloveně mělkovodních prvků.

Vzorek BP112 byl odebrán ze stěny šlapanické cihelny o rozměrech zhruba 100 × 100 m a výšce stěny 20 m. Pod 3 m spraší jsou těženy šedé masivní silně vápnité prachovité jíly („tégly“).

Paleontologická charakteristika

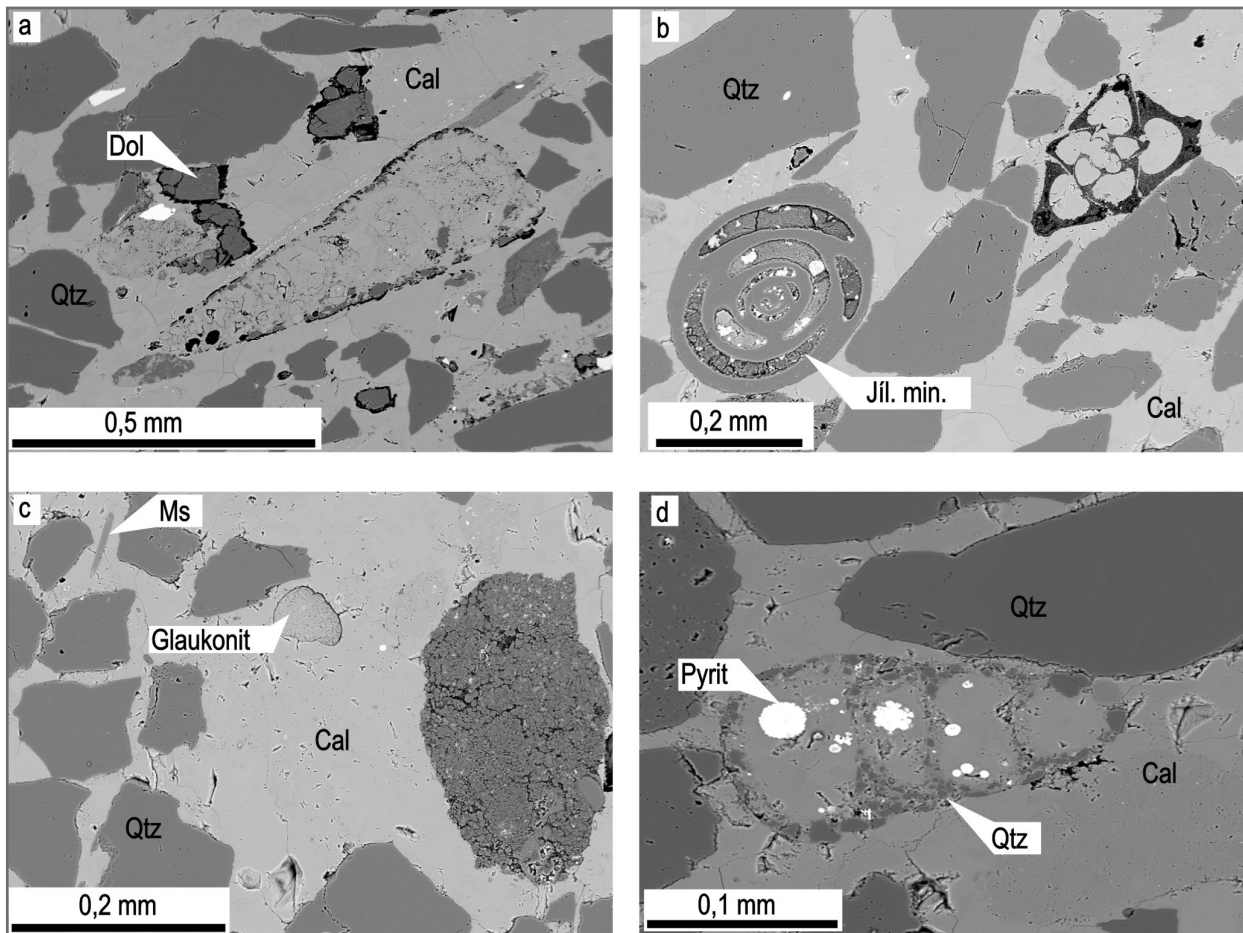
Druhově i početně relativně bohaté společenstvo vápnitého prachovce z lokality Pracký kopec (BP111) je zastoupeno velikostně drobnými schránkami druhů *Paragloborotalia mayeri* (Cush. et Ell.), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Globigerina praebuloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Bolivina dilatata* Rss., *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Melonis pompilioides* (Ficht. et Moll), *Cassidulina laevigata* Orb., *Elphidium flexuosum* Orb., *E. fichtelianum* (Orb.), *Nonion commune* (Orb.) a dalšími. Spolu s foraminiferami se objevují schránky ostrakodů, ostny ježovek a fragmenty zoárií mechovek. Charakter společenstva se odlišuje od vzorku BP156, dokládá zřejmě prohloubení sedimentace v rámci ukládání písků. Brzobohatý (1989) řadí tento typ fauny k přechodné skupině.

Mikrospolečenstvo z řasového vápence z Holubic BP156 kromě ostnů ježovek, vyloučených schránek gastropodů, úlomku rybího zoubku a schránek ostrakodů obsahovalo početně i druhově chudé společenstvo mělkovodních foraminifer zastoupených např. taxony *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Amphistegina mammilla* (Ficht. – Moll), *Elphidium crispum* (L.), *Heterostegina* sp. a vylouhovanými schránkami quinqueloculin.

V jílech ze šlapanické cihelny (BP112) je pozorovatelný sekundárně vydrážený sádrovec. Mikrofauna jílu je velmi bohatá, foraminifery doprovázejí výskyty zoubků, otolitů a šupin kostnatých ryb, ostnů ježovek a schránek ostrakodů. Planktonní složka ve společenstvu výrazně dominuje nad bentosní. Ze stratigraficky významných planktonních druhů uvádíme druhy *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.), *Gl. bisphericus* Todd, *Globorotalia (Obandyella) bykovae* (Ais.), stratigraficky významné bentosní foraminifery představují *Martinottiella karreri* (Cush.), *Vaginulinopsis pedum* (Orb.), *Vaginulina legumen* (L.). Tento typ fauny zařadil Brzobohatý (1989) do skupiny s výraznou převahou hlubokovodnějších prvků.

Petrografická charakteristika

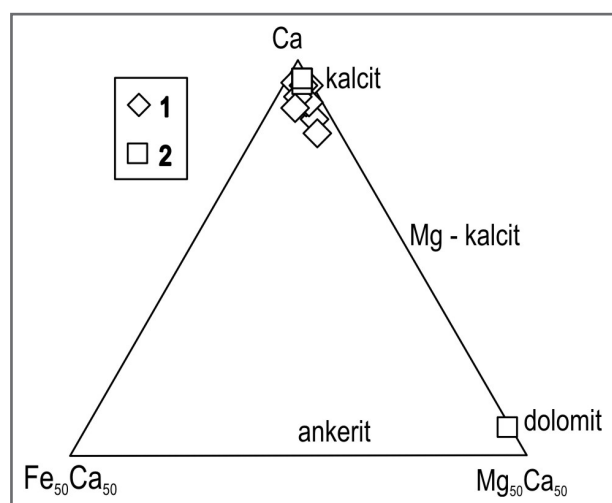
Všechny studované vzorky vápnitých pískovců až písčitých vápenců jsou po stránce mineralogické velmi podobné, liší se hlavně množstvím karbonátů. Zhruba 42–80 mod. % horniny tvoří základní hmota tvořená karbonáty s klastickými zrny a drobnými úlomky bioklastů (do 2 mm). Zbytek jsou větší bioklasty tvořené hlavně stél-



Obr. 2: Řasový písčitý vápenec (BP111; BSE fotografie; foto P. Gadas): a – dolomitové krystaly v kalcitovém tmelu, v centrální části obrázku je aglutinovaná foraminifera; b – poloostrohranné klasty křemene korodované kalcitovým tmelem a jílové minerály uvnitř schránek foraminifer; c – glaukonit obklopený kalcitovým tmelem; d – framboidální pyrit uvnitř schránek foraminifer.

Fig. 2: Algal sandy limestone (BP111; BSE pictures; photo: P. Gadas): a – dolomite crystals in calcite cement, agglutinated foraminifera in the central part of the picture; b – subangular clastic quartz corroded by calcite cement and clay minerals within the foraminifera test; c – glauconite surrounded by calcite cement; d – framboidal pyrite within the foraminifera test.

kami řas a úlomky schránek měkkýšů. V základní hmotě dominuje kalcit, který tvoří mikritový tmel i hrubozrnnější výplně dutin (sparit). Kalcit obsahuje 0,71–0,84 hmot. % MgO, 0,43–1,09 hmot. % FeO a 0,11–0,16 hmot. % SrO. Vzácně jsou přítomna až 0,07 mm velká automorfni až hypautomorfni zrna dolomitu (obr. 2a). Dolomit (obr. 3) má ve srovnání s kalcitem nižší obsahy SrO (0,04 hmot. %) a FeO (0,17 hmot. %). Horniny ve výbrusu obsahují hojné drobné bioklasty. Jedná se zejména o stélky řas, které často obsahují konceptakula vyplněná hrubším sparitem. Běžné jsou také schráanky foraminifer (obr. 2b) a úlomky schránek měkkýšů atd. Uvnitř schránek foraminifer jsou poměrně časté framboidy pyritu o velikosti až 0,04 mm (obr. 2c). Většinou jsou tyto framboidy nahrazeny limonitem. Některé schráanky aglutinovaných foraminifer jsou tvořeny klasty křemene, často je přítomen také glaukonit a jílové minerály (obr. 2b). Glaukonit (obr. 2d) tvoří oválné klasty (pelety) o velikosti 0,03 mm. Většinou polozaoblené až poloostrohranné (obr. 2a–d) klastické úlomky mají obvykle velikost kolem 0,2–0,8 mm. Jedná se hlavně o křemen nebo drobně zrnité agregáty křemene. Méně časté jsou úlomky draselného živce (Ab_3), obvykle s drobnými perthity a kyselého plagioklasu (An_{25}). Poměrně časté jsou lupínky slíd a to



Obr. 3: Ca-Mg-Fe ternární diagram zobrazující chemické složení řasových písčitých vápenců až vápnitých pískovců (1) a karbonátů v těchto horninách (2).

Fig. 3: Ca-Mg-Fe ternary diagrams showing the chemical composition of algal sandy limestone to calcareous sandstone (1) and carbonates in these rocks (2).

hlavně muskovitu (obr. 2d). Asi 8–20 mod. % klastů tvoří úlomky hornin (ruly, svory, kvarcity a vzácně také fylity). V těžkém podílu byl zjištěn granát, zirkon, apatit a ilmenit. Dominantním těžkým minerálem je granát ($\text{Alm}_{63-73}\text{Sps}_{4-16}\text{Prp}_{5-13}\text{Grs}_{9-15}\text{Adr}_{1-2}$), který tvoří drobná ostrohranná až polozaoblená zrna. Jediné analyzované zrno ilmenitu má nízký podíl pyrofanitové komponenty (maximálně 4,4 hmot. % MnO). Některé klasty nesou známky koroze karbonátovým tmelem (obr. 2b-d).

Geochemická charakteristika

Řasové vápence až vápnité pískovce mají díky variabilnímu zastoupení klastického podílu široký rozsah CaO (obr. 4). Můžeme pozorovat negativní korelaci mezi CaO a SiO_2 (obr. 4). Horniny s obsahem CaO (38–43 hmot. %) budou v geochemické kapitole označovány jako vápence a zbytek (CaO 13–27 hmot. %) jako pískovce. Porovnání výbrusových preparátů a chemických analýz naznačuje, že proměnlivý poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (2–4) relativně dobře odráží kolísání v obsazích draselného živce a albitu (7–10 vs. 8–15 mod. % klastických zrn) v hornině. Poměr $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ se pohybuje u vápenců i pískovců v rozmezí 0,02–0,06. Oproti jílu spodnobadenského stáří mají především nižší obsahy TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO, FeOt, Rb, Ni, Cr.

Všechny tři typy badenských sedimentů, tedy jíly, vápence i pískovce, mají podobné tvary normalizovaných křivek vzácných zemin (Boynton 1984), které vykazují zápornou Eu anomálii ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5-0,7$) a obohacení LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,8-14,6$). Liší se však celkovými obsahy REE (obr. 5a). Nejnížší obsahy mají vápence (16–24 ppm),

poněkud vyšší pískovce (31–39 ppm) a nejvyšší jíly (73–136 ppm).

Vápence mají 16–28 hmot. % SiO_2 a poměrně výrazně kolísá poměr $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (13–40), což dobře reflektuje proměnlivý obsah klastického křemene, živců a jílových minerálů. Obsah SiO_2 vykazuje nevýraznou negativní korelaci s Al_2O_3 , Na_2O , K_2O (obr. 4), kde tyto prvky jsou vázány hlavně v křemeni, živcích a jílových minerálech. Poměr CaO/MgO (23–140) dobře odráží variabilní složení karbonátů, přičemž vzorek s vyšším obsahem MgO (až 1,9 hmot. %) obsahuje dolomit. S obsahem MgO v hornině pozitivně koreluje obsah Sr (319–1 179 ppm). Jak však ukazuje studium chemického složení dolomitu a kalcitu (viz výše), stroncium se přednostně váže v kalcitu.

U pískovců můžeme pozorovat pozitivní korelaci SiO_2 s TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Rb a negativní s MgO (obr. 4). Většina petrogenetických indexů indikujících geochemickou zralost sedimentů má podobné rozsahy jako u vápenců – např. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 6,6-8,5$; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 15-38$, pouze hodnoty $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ jsou poněkud vyšší (0,02–0,06). Oproti vápencům také mají poněkud vyšší obsahy Ba a Rb (obr. 4) a naopak poměrně nízké obsahy Sr (hodnoty jsou podobné jako v jílech). Oproti vápencům jsou nápadně vyšší obsahy většiny HFS prvků a to především Zr (83–304 vs. 22–52 ppm) a Hf (2,7–2,8 vs. 1,1–1,4 ppm).

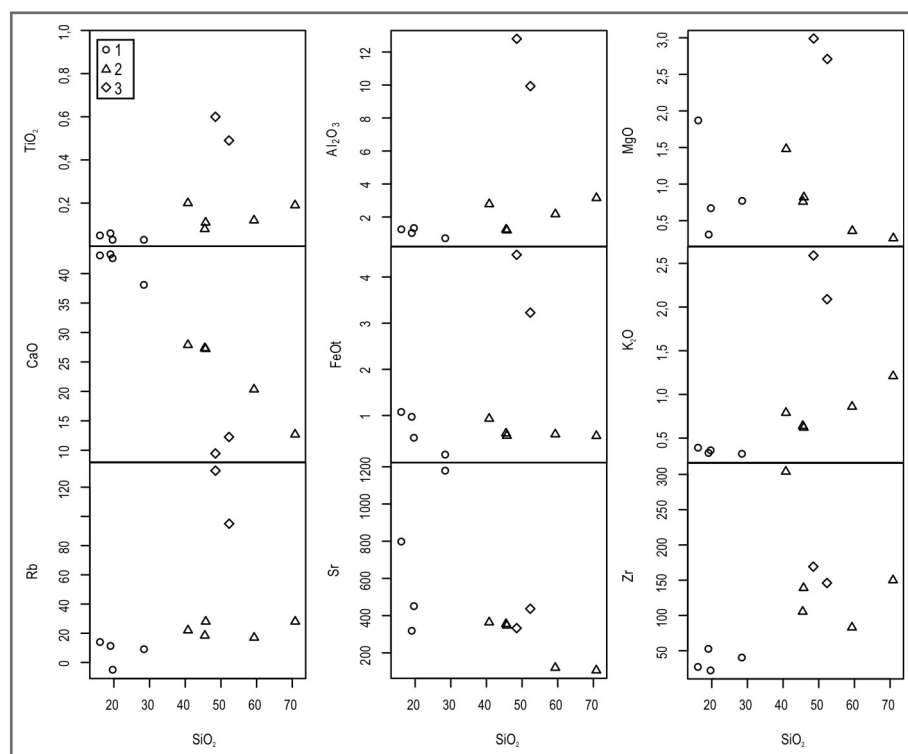
Diskuze

Zdroje klastického materiálu

Klastický podíl ve vápencích až vápnitých pískovcích ze studovaných lokalit indikuje přínos materiálu z oblastí

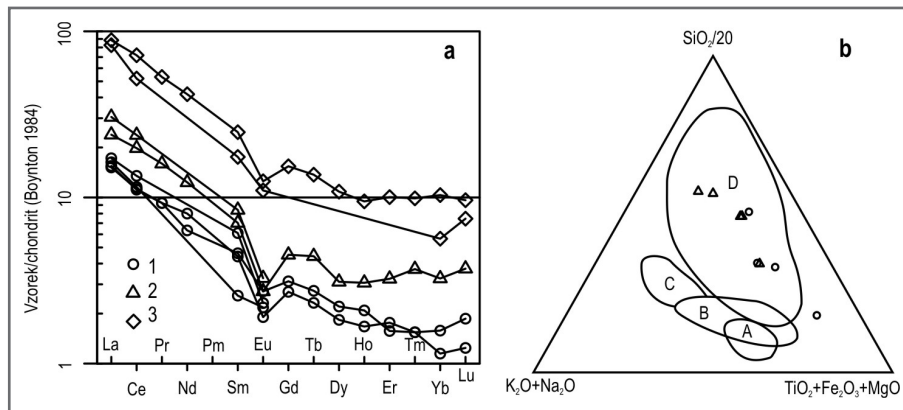
budovaných převážně horninami metamorfovanými v amfibolitové facii (hlavně ruly, kvarcity, svor). Tím se příliš neliší od tzv. spodnobadenských brněnských písků, které reprezentují deltové sedimenty. Těžké minerály brněnských písků potvrzují poměrně rozsáhlou snosovou oblast reprezentovanou hlavně krystalickými horninami moravika a brněnského masivu. Na složení hojných jílových klastů nebo závalků jílu se významněji podílely starší sedimenty, což potvrzují nálezy redeponovaných fosilií karpátu a ottnangu (Buriánek et al. 2012).

Prozatím byly orientačně provedeny pouze dvě analýzy granátu ve vzorku vápnitého pískovce z lokality Pracký kopec (BP111). Obě chemické analýzy ($\text{Alm}_{63-73}\text{Sps}_{4-16}\text{Prp}_{5-13}\text{Grs}_{9-15}\text{Adr}_{1-2}$) svým chemickým složením



Obr. 4: Diagramy SiO_2 vs. TiO_2 , CaO, Rb, Al_2O_3 , FeOt, Sr, MgO, K_2O , Zr (hmot. % nebo ppm): 1 – řasový písčité vápence; 2 – vápnitý pískovec; 3 – jílovec.

Fig. 4: Variation diagrams SiO_2 vs. TiO_2 , CaO, Rb, Al_2O_3 , FeOt, Sr, MgO, K_2O , Zr (wt. % or ppm): 1 – algal sandy limestone; 2 – calcareous sandstone; 3 – claystone.



Obr. 5: Chemické složení písčitých vápenců (1), vápnných pískovců (2) a jílovců (3): (a) chondritem normalizované křivky REE, (b) diagram založený na hlavních prvcích v písčitých vápencích a vápnných pískovcích pro určení tektonického prostředí (Kroonenberg 1994): A – oceánský ostrovní oblouk, B – kontinentální ostrovní oblouk, C – aktivní kontinentální okraj, D – pasivní kontinentální okraj.

Fig. 5: Chemical compositions of algal sandy limestone (1), calcareous sandstone (2) and claystone (3): (a) chondrite-normalized REE patterns, (b) plot of the major element composition of algal sandy limestone and calcareous sandstone on the tectonic setting discrimination diagram of Kroonenberg (1994): A – oceanic island Arc, B – continental island Arc, C – active continental margin, D – passive continental margin.

velmi dobře odpovídají granátům z brněnských písků (Buriánek et al. 2012).

Klastický materiál vápenců i pískovců chemickým složením (obsahy TiO₂, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, MgO) odpovídá sedimentům derivovaným z pasivního kontinentálního okraje (Bhatia 1983, Kroonenberg 1994; obr. 5b), což je charakteristika typická pro materiál derivovaný intenzivním zvětráváním krystalinických jednotek na v. okraji Českého masivu (ruly, migmatity, svory).

Poměrně běžné jsou v pískovcích i vápencích glaukonitové pelety, což je fylosilikát blízký illitu, který podle analýzy obsahuje kolem 8 hmot. % MgO, 16 hmot. % FeO a 8 hmot. % K₂O. Je to typický minerál vznikající v mělkomořském prostředí za mírně redukčních podmínek v oblasti středního až vnějšího šelfu (Scholle a Ulmer-Scholle 2003).

Prostředí sedimentace

Prostředí sedimentace vápenců a vápnných pískovců zjištěné na základě studia fosilních společenstev foraminifer není jednoznačné. Ze zjištěných dat vyplývá, že písčité vápence (BP156) sedimentovaly v menších hloubkách než vápnné pískovce (BP111). Zhruba platí, že výskyt těchto hornin ohraničuje oblast mělkovodní sedimentace. Sedimentace vápnných jílovců („tégľů“) naproti tomu probíhala v hlubokovodním prostředí a proto v nich převažují planktonní foraminifery (Brzobohatý 1982). K podobným závěrům dospěl i Brzobohatý (1989), který interpretoval v oblasti mezi Holubicemi a Újezdem u Brna mělkovodní prostředí, které se směrem na S prohlubovalo, což dokládá typicky hlubokovodní fauna z tégľů v okolí Šlapanice.

Tato zonalita však nemusí platit vždy, stejně jak uvádí paleontologická studie řasových společenstev ve vápencových biohermách (Hrabovský 2009). Zmíněný autor vyvozuje, že v oblasti sedimentace řasových vápenců docházelo k častému promíšení facií patrně v důs-

ledku gravitačních sesuvů nebo bouřkových událostí. Díky tomu se karbonátový materiál, který vznikl v mělkovodním prostředí, mohl dostat do hlubších částí pánve. Studium foraminifer existenci skluzových těles potvrzuje. Doláková et al. (2008) prostředí na Prackém vrchu interpretovali jako sedimentární akumulace transportované po svahu gravitačními proudy a přepracované dnovými proudy, nevylučují vliv tektonické aktivity.

Diagenetické procesy

Přítomnost framboidálních pyritů ve schránkách foraminifer indikuje anoxické prostředí. Avšak v tomto

případě šlo patrně o lokální podmínky (prostředí uvnitř schránky) související s rozpadem organické hmoty.

Většina vápenců má poměrně málo dolomitu. Přítomny jsou pouze lokálně patrné drobné automorfní klenčovitě krystaly, nebo agregáty několika klenčů. Červené řasy mají tendenci vázat hořčík v podobě Mg-kalcitu (Ries 2006). Nalezené dolomity tedy pravděpodobně vznikaly až během diagenese, čemuž odpovídá i jejich morfologie (Scholle a Ulmer-Scholle 2003). Většinou jsou dolomity přítomny v blízkosti schránek foraminifer s framboidálním pyritem, což naznačuje, že jejich vznik může souviset s bakteriální redukcí sulfátů (Mazzullo 2000).

Závěry

Předmětem zájmu byly spodnobadenské sedimenty zastoupené vápnnými pískovci až písčitými vápenci (lokalita Holubice, Pracký kopec, Stará hora), které byly porovnávány s jíly z lokality Šlapanice. Geologická pozice řasových písčitých vápenců až vápnných pískovců ve spodnobadenských sedimentech jv. od Brna a jejich paleontologický obsah naznačují variabilitu v hloubce sedimentace. Paleontologie a mineralogie písčitých řasových vápenců indikují sedimentaci převážně v mělkovodním prostředí s dostatečným množstvím kyslíku. Vápnné pískovce, které vápence doprovázejí, reprezentují hlubokovodnější facií těchto sedimentů a v největší hloubce pak sedimentovaly vápnné jíly („tégľy“).

Variabilní poměr CaO/MgO (23–140) odráží proměnlivý obsah dolomitu v jednotlivých vzorcích. Zastoupení dolomitu je vždy minoritní a vznik izolovaných zrn a agregátů zrn je výsledkem diagenetických procesů. Anoxické podmínky byly vázány pouze na prostředí uvnitř odumřelých schránek některých živočichů a souvisí s rozpadem organické hmoty.

Řasové písčité vápence a vápnné pískovce obsahují klastický materiál, který svým chemickým složením

a petrografií indikuje původ ze středně a vysoce metamorfovaných jednotek na v. okraji Českého masivu (hlavně moravika a brněnského masivu).

Poděkování

Autoři děkují M. Bubíkovi a N. Dolákové za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnské aglomerace v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Bhatia, M. R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – *Journal of Geology*, 91, 611–627.
- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. – In: Henderson, R. (ed.): *Developments in Geochemistry* 2, 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- Brzobohatý, R. (1982): Rybí fauna spodnobadenských vápnitých jííl v Brně-Králově Poli a její paleogeografický význam. – *Časopis Moravského muzea*, LXVII, 57–64. Brno.
- Brzobohatý, R. (1989): K paleogeografii spodního badenu karpatské předhlubně v oblasti jihovýchodně od Brna. – *Miscellanea micropalaeontologica* IV, Knižovnička Zemního plynu a nafty, sv. 9, 133–141.
- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubně. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezka*, MÚ, Brno 1993. 123–128.
- Buriánek, D. – Tomanová Petrová, P. – Otava, J. (2012): Kde je zdroj klastických sedimentů miocénu Brněnska? – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae* XCVII, 1, 153–166.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 59, 133–146.
- Gürtlerová, P. et al. (1997): Databáze analytických stanovení na mapách geochemické reaktivity hornin 1: 50 000. – *Litogeochemická databáze České geologické služby*, Praha.
- Hrabovský, J. (2009): Revízie červených rias (Rhodophyta) vybraných lokalit badenu Moravy. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Janoušek, V. – Farrow, C. M. – Erban, V. (2006): Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *Journal of Petrology*, 47, 6, 1255–1259.
- Kroonenberg, S. B. (1994): Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments: *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A.*, 69–81.
- Mazzullo, S. J. (2000): Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea Sediments. – *Journal of Sedimentary Research*, 70, 10–23.
- Novák, Z. (1975): Spodnobádenské vápence karpatské předhlubně. – MS, kandidátská práce, PřF MU Brno.
- Pisera, A. (1996): Miocene reefs of the Paratethys: a review. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 97–104.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Ries, J. B. (2006): Mg fractionation in crustose coralline algae: Geochemical, biological, and sedimentological implications of secular variation in the Mg/Ca ratio of seawater. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 891–900.
- Scholle, P. A. – Ulmer-Scholle, D. S. (2003): *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*: Tulsa, OK. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77, 1–474.